LE BASSIN VERSANT

1. Définition et délimitation d'un bassin versant

Le bassin versant en un point ou plus précisement dans une section droite d'un cours d'eau est défini comme la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de ladite section; tous les écoulements prenant naissance à l'intérieur de cette surface doivent traverser la section droite considérée pour suivre leur trajet vers l'aval.

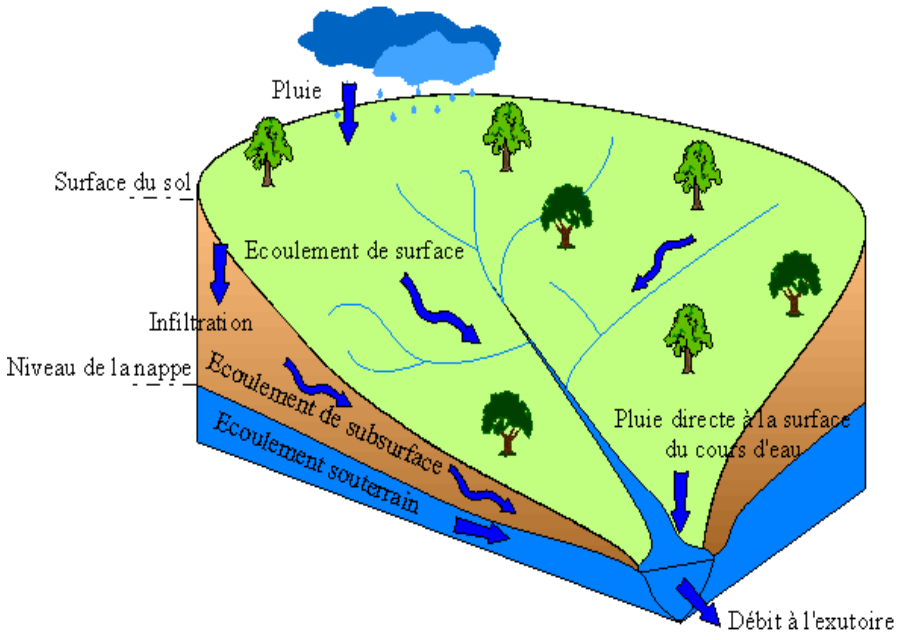
Chaque bassin est séparé de ceux qui l'environnent par une "ligne de partage des eaux. Cette limite sera tracée sur une carte en courbes de niveau en suivant les lignes de crête bordant le bassin. On définit ainsi le bassin versant topographique qui peut parfois différer du bassin versant réel

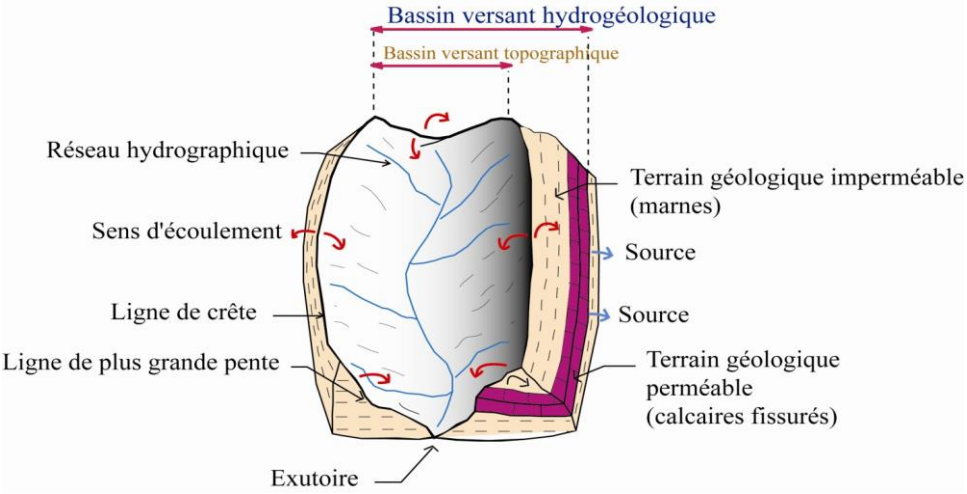
a_ Le bassin versant topographique :

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie ; le bassin versant sera limité par les lignes de crêtes et les lignes de plus grande pente.

b_ Le bassin versant hydrogéologique :

Si la région est perméable, une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin versant topographique s'infiltrent et sortent souterrainement du bassin. Inversement, on peut avoir l'entrée d'eaux souterraines dans le bassin versant. Pour déterminer les limites du bassin versant hydrogéologique, il est donc nécessaire de prendre en compte les limites géologiques.





Bassin versant topographique et bassin versant réel.

2. Caractéristiques géométriques d'un bassin versant

2.1. Périmètre

Ce paramètre; de faible importance en hydrologie; se mesure directement à partir de la carte topographique à l'aide d'un curvimètre. L'exactitude des limites du périmètre du bassin porte toujours des erreurs à cause de la grande sinuosité de la ligne de partage des eaux.

2. 2. Superficie

La superficie du bassin; facteur essentiel; est obtenue par planimétrage sur les cartes topographiques. Ce planimétrage peut être réalisé à l'aide, parmi d'autres, d'un planimètre ou d'un papier quadrillé tel que le papier millimétré.

2.3. la longueur et largeur du rectangle équivalent

Pour apprécier la forme, et par la suite les dimensions, du bassin versant, on assimile ce dernier à un rectangle ayant la même superficie, le même périmètre et la compacité. Ce rectangle, appelé ***rectangle équivalent***, est caractérisé par sa longueur (L_e en km) et sa largeur (l en km)qu'on peut calculer à l'aide des formules ci-dessous :

$$L_e = \frac{C\sqrt{A}}{1.128}\left[1+\sqrt{1-\left(\frac{1.128}{C}\right)^2}\right] \qquad l_e = \frac{C\sqrt{A}}{1.128}\left[1-\sqrt{1-\left(\frac{1.128}{C}\right)^2}\right]$$

2.4. Forme du bassin versant et leur comportement hydrologique :

La forme du bassin affecte l'hydrogramme afférent à une averse donnée et en particulier le débit de pointe à l'exutoire du bassin. Plusieurs efforts ont été déployés afin de développer un facteur permettant de décrire la forme d'un bassin versant. Les bassins tendent en général vers la forme d'une " poire plus ou moins ovale ". Cependant des contraintes géologiques peuvent modifier cette forme.

a. Indice de compacité de Gravelius

Cet indice doit rendre compte de la plus ou moins grande vitesse de concentration, à l'exutoire, des eaux de ruissellement en provenance des diveres parties dudit bassin. L'indice de compacité est donné par:

$$KC = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$$

où A et P sont respectivement, la superficie (km^2) et le périmètre (km) du bassin étudié. Cet indice est égal à 1 pour un cercle et 1.128 pour un carré.

La figure suivante permet de visualiser l'influence de la forme du bassin sur celle de l'hydrogramme. ***La superficie et l'intensité de la pluie étant supposées les mêmes pour les bassins A et C,*** les bassins circulaires semblent favoriser beaucoup plus les phénomènes de crues.

b. l'analyse de l'hydrogramme de crue :

La forme d 'un bassin versant influence l 'allure de l 'hydrogramme à l 'exutoire du bassin.

hydrogramme : C'est la représentation graphique de l'évolution du débit Q en fonction du temps t

Le temps de concentration des eaux sur un bassin (tc)

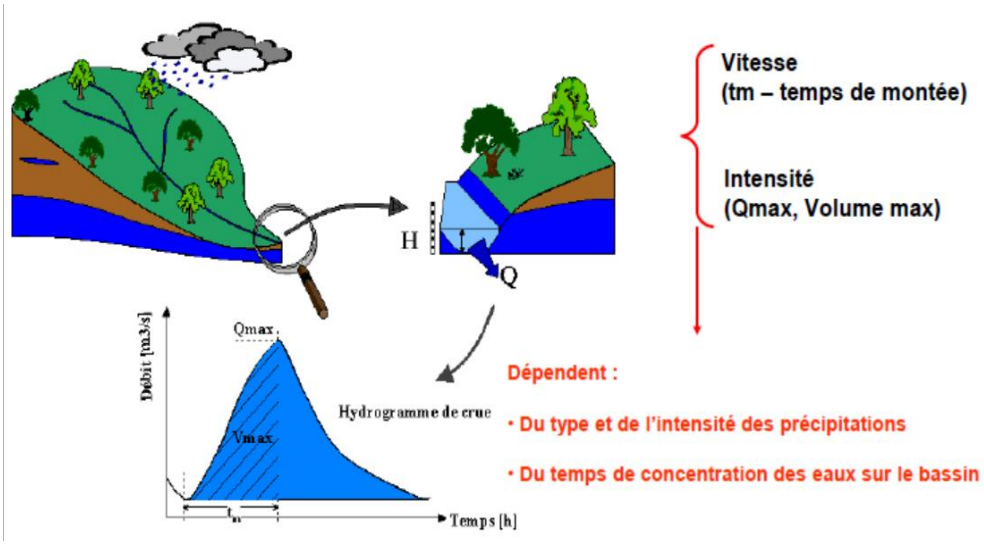
Tc = le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin ydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier.

Tc = Th + Tr+ Ta

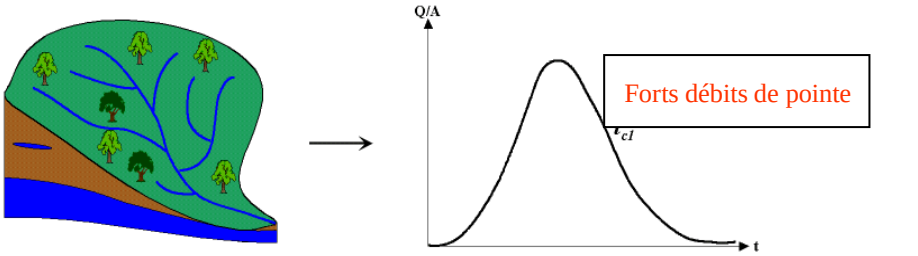
Th = temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne ruisselle.

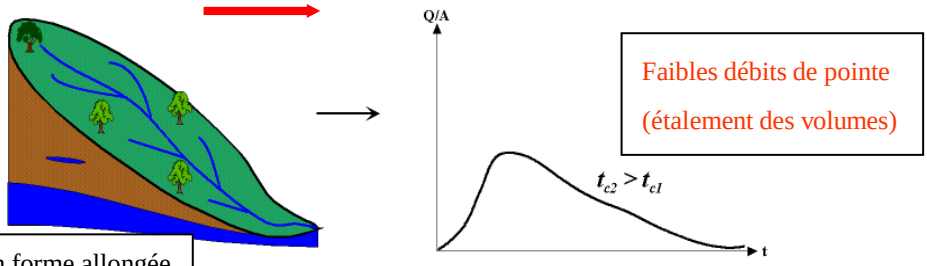
Tr = temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les remiers horizons de sol jusqu'à un système de collecte (cours d'eau, collecteur).

Ta = temps mis par l'eau se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

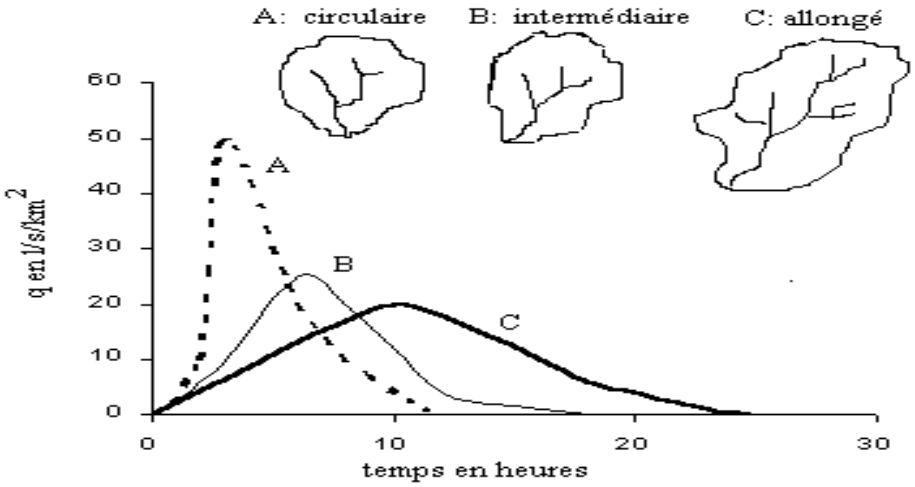


Bassins **A** en forme d 'éventail





Bassins C en forme allongée

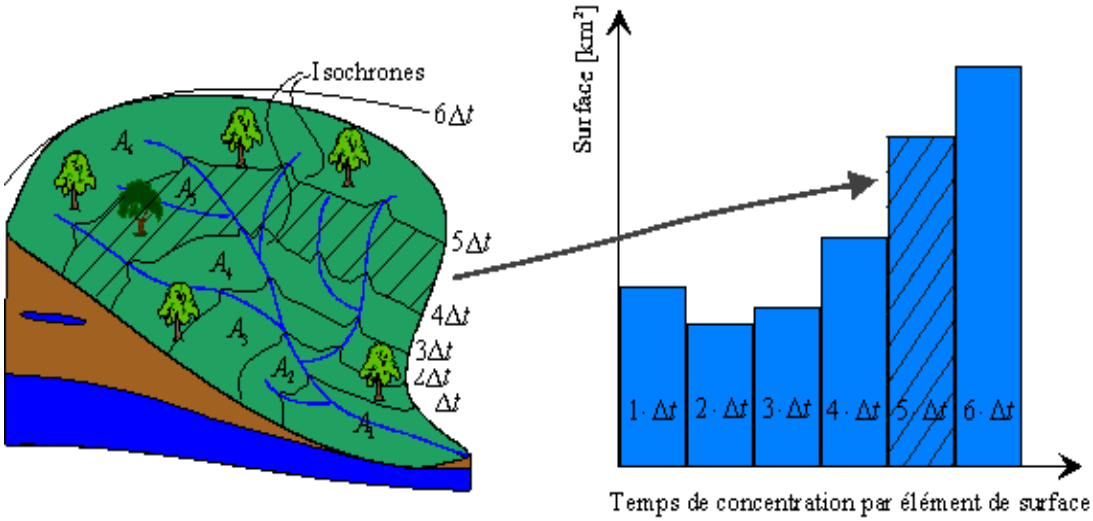


Les courbes isochrones :

Les courbes isochrones représentent les courbes d'égal temps de concentration des eaux sur le bassin versant.

L'isochrone la plus éloignée de l'exutoire représente le temps mis pour que toute la surface du bassin versant contribue à l'écoulement à l'exutoire après une averse uniforme.

Le tracé du réseau des isochrones permet donc de comprendre en partie le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous-bassins.



b. Rapport de circularité de Miller (RC)

$$RC = \frac{4\pi A}{P^2}$$

Cet indice définit par le rapport de la superficie du bassin versant (A) à la supercie du cercle (A_c) ayant le même périmetre (P) que le bassin versant est donné par Le rapport de circularité de Miller est égal à 1 pour un cercle et décroit au fur et à mesure que l'élongation du bassin est importante.

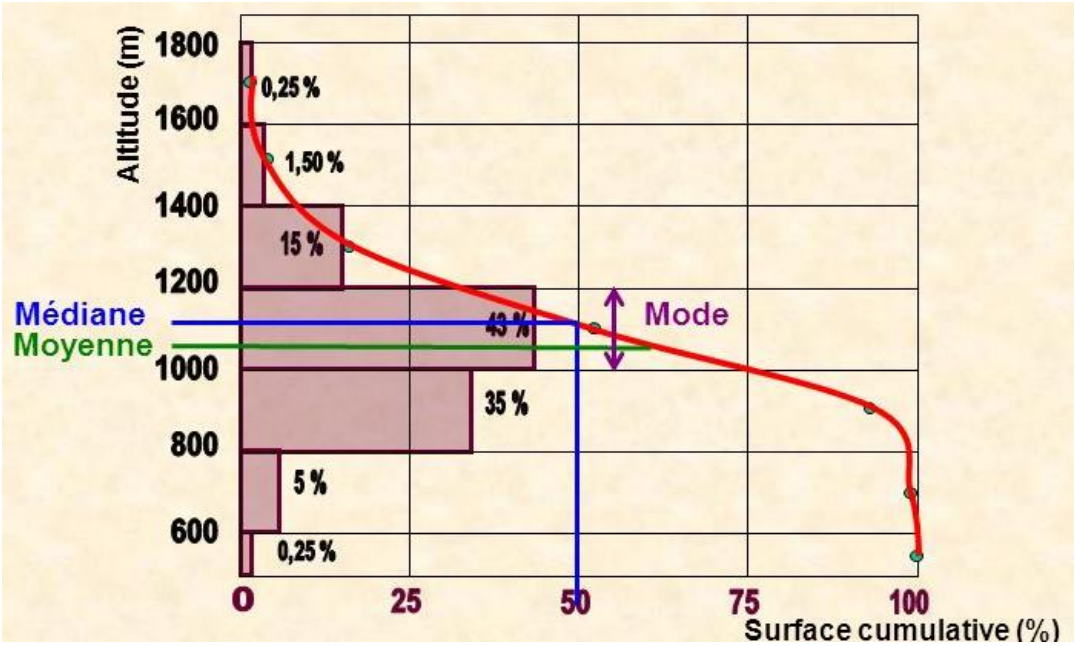
			Rectangle				
Indice	**Cercle**	**Carré**	L = 2B	L = 5B	L = 10B	L = 20B	L = 40B
KC=0.28P/√A	1.000	1.128	1.198	1.514	1.971	2.649	3.700
RC=4πA/P²	1.000	0.785	0.696	0.436	0.257	0.142	0.073

3. Caractéristiques du relief

3.1. Détermination de la courbe hypsométrique

Afin de décrire et d'expliquer les formes du relief, on doit réaliser des courbes dites "hypsométriques". Pour cela, on dispose des cartes topographiques à partir desquelles on procède ***à la répartition de la superficie du bassin par classe d'altitude***. Ensuite, le report ***du cumul des aires élémentaires en abscisses arithmétiques et les valeurs altimétriques en ordonnées***, également arithmétiques, permet de tracer la courbe hypsométrique du bassin. Cette dernière est susceptible de changer avec le temps au fur et à mesure que le bassin est consommé par l'érosion. Dans certains cas, il convient d'utiliser, au lieu de la surface cumulée,

le cumul du pourcentage, par rapport à la superficie totale, des aires élémentaires. Le plus souvent, une courbe hypsométrique peut être remplacée sinon associée à un histogramme des fréquences altimétriques .



3.2. Altitudes caractéristiques du bassin

Les courbes hypsométriques permettent de déterminer les altitudes caractéristiques du bassin versant, à savoir:

a_ Altitudes maximales et minimales : Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques.

b_ Altitudes moyenne Pour un système d'unité consistent on a:

$$\bar{H} = \frac{\sum_{1}^{k} \frac{1}{2}(H_i + H_{i+1}).A_i}{\sum_{1}^{k} A_i}$$

$\bar{H}$: altitude moyenne du bassin (m)

Ai : aire comprise entre deux courbes de niveau (km²)

hi : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (Hi,Hi+1)

A : superficie totale du bassin versant (km²) (∑ Ai)

k : le nombre de classes d'altitude.

c- l' altitude la plus fréquente

Elle correspond au maximum de l'histogramme des fréquences altimétriques. On parlera alors de classe modale ou classe d'altitude la plus répandue sur le bassin.

d- l' altitude de fréquence 1/2 ou l'altitude médiane

Il s'agit de la valeur de l'altitude qui divise l'aire du bassin de façon à ce que 50% de la superficie du bassin se caractérise par des côtes supérieures et l'autre moitié par des côtes inférieures.

Sur une courbe hypsométrique, l'altitude médiane est donnée par la valeur de la côte correspondant à une fréquence de 50%.

trois cas correspondent respectivement aux stades d'évolution du relief " jeune-début-maturité, maturité et fin-maturité ". Un relief est dit en équilibre s'il y une balance entre les agents d'érosion et d'accumulation.

e. la dénivelée D

A partir de cette courbe il est possible de définir la dénivelée D par :

$D = H_{5\%} - H_{95\%}$

3.3. Indices de pente

3.3.1. Indice de pente global (I_g)

Cet indice présente l'avantage d'être très simple et facile à calculer. L'indice de pente global (Ig), exprimé en m/km, est donné par le rapport de la dénivelée utile (D, en m); estimée à partir de la courbe hypsométrique; à la longueur du rectangle équivalent en km (L_e),

d'où: $$I_g = \frac{D}{L_e}$$

La dénivelée utile (D) est estimée, à partir de la courbe hypsométrique, par la différence des altitudes correspondant à 5 et 95% de la superficie totale du bassin étudié; altitudes dénotées, respectivement, par $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$. Ceci dit que 90% de la superficie s'étend entre ces altitudes.

3.3.2. Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique (D_S); exprimée en mètre; donne la possibilité de comparer entre les valeurs des différents bassins. Exprimée en m, elle s'obtient à partir de l'indice de pente global et la superficie par la relation:

$$D_S = I_g . \sqrt{A}$$

3.3.3. Pente moyenne du bassin versant

la pente moyenne du bassin versant est defini par la formule suivante:

$$\bar{I} = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sqrt{A}}$$

dans laquelle H_{max} et H_{min} sont respectivement, les côtes des points le plus haut et le plus bas du bassin (m). La valeur ainsi obtenue n'est qu'une approximation rapide de la pente.

3. Caractéristiques hydrographiques du bassin :

Le réseau hydrographique se définit comme l 'ensemble des cours d 'eau naturels et artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l 'écoulement.

La différentiation d 'un réseau hydrographique d 'un bassin est due à quatre facteurs :

- La géologie : nature du substratum, failles, plissements
- Le climat : densité de drainage régions humides vs. désertiques
- La pente du terrain : lit du cours d'eau en érosion vs. Lit ou la sédimentation prédomine
- La présence humaine : drainage des terres agricoles, barrages, endiguements, Protection des berges, correction des cours d'eau.

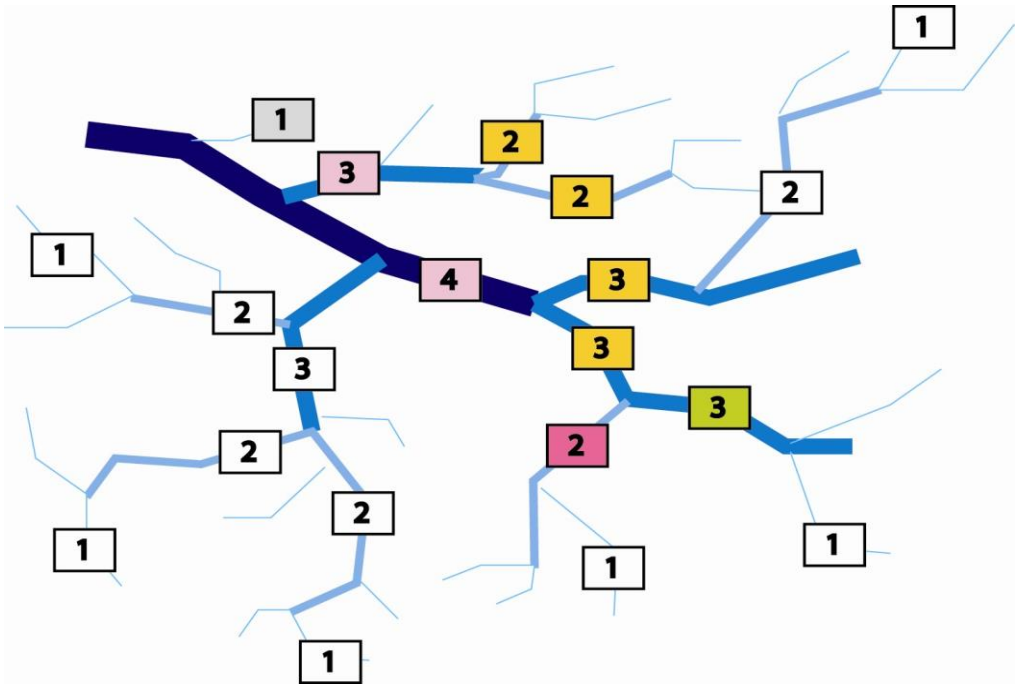
3.1. Ordre des cours d 'eau :

La Classification des cours d 'eau est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d 'eau.

Plusieurs types de classifications permet de determiner L 'ordre des cours d 'eau , la classification de Strahler (1957) est la plus utilisée

Cette méthode consiste à classer les cours d'eau et d'affecter un ordre à chacun d'entre eux suivant la régle:

- Tout cours d ’eau dépourvu de tributaires est d ’ordre un.
- Le cours d ’eau formé par la confluence de deux cours d ’eau d ’ordre différent prend l ’ordre du plus élevé des deux.
- Le cours d ’eau formé par la confluence de deux cours d ’eau du même ordre est augmenté de un.



3.2. Longueur et nombre des thalwegs :

La longueur du cours d ’eau principal L est distance curviligne depuis l ’exutoire jusqu ’à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d ’ordre le plus élevé lorsqu ’il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu ’à la limite topographique du bassin versant.

A_Rapport de confluence

Ce rapport donne une idée sur l'érosion par ravinement et sur l'hétérogénéité lithologique du bassin versant. La progression géométrique des rapports de confluence partiaux Rc s'obtient en divisant le nombre des thalwegs d'ordre (x) par celui d'ordre (x+1), soit:

où N_X et N_{X+1} sont, respectivement, le nombre des thalwegs d'ordre x et x + 1 constituants le bassin . Les rapports de confluence au sein d'un même bassin versant tendent vers un même ordre de grandeur.

$$R_c = \frac{N_x}{N_{x+1}}$$

B_Rapport de longueur

Le rapport de longueur (R_l) est le rapport de la longueur des thalwegs d'ordre x à celle des drains d'ordre x+1:

$$R_l = \frac{l_{x+1}}{l_x}$$

où l_X et l_{X+1} sont, respectivement, les longueurs moyennes des thalwegs d'ordre x et x+1.

3. 3. Densité de drainage

La densité de drainage (D_d); exprimée en km/km^2 ; se définit comme étant le rapport de la longueur totale (l_x), en km, des cours d'eau à la superficie totale du bassin versant (A), en km^2, soit :

$$D_d = \frac{\sum l_x}{A}$$

Elle réunit en somme les densités de drainage temporaire (D_{dt}) et permanent D_{dp} .

La densité de drainage dépend de plusieurs facteurs tels que la lithologie, la tectonique, l'exposition, le couvert végétal, les pentes et le climat.

D'une manière générale, des faibles densités de drainage sont caractéristiques des régions où le sol et le sous-sol sont fortement résistants ou perméables, où la couverture végétale est dense et où le relief est faible. Dans les conditions inverses, on rencontre le plus souvent des des densités très élèvées.

3.2.2. Densité relative

C'est le rapport de la fréquence au carré de la densité de drainage. Elle indique le degré auquel le réseau remplit le bassin et ainsi le dévelopement du chevelu hydrographique. Ce paramètre peut être estimé par la formule:

$$D_R = \frac{F_x}{D_d^2}$$

où F_x dénote la fréquence des cours d'eau d'ordre x définie par le rapport du nombre total des drains d'ordre x à la superficie du bassin

3.3. Coefficient de torrentialité

Ce coefficient reflète le caractère torrentiel des averses dans le bassin . Il est fortement lié à la densité de drainage et à la fréquence des drains par la relation:

$$C_T = F_1 . D_d$$

dans laquelle F_1 dénote la fréquence des drains d'ordre 1 définie par le rapport du nombre des drains d'ordre 1 à la superficie du bassin versant. Ce coefficient est d'autant plus élèvé que la lithologie du terrain est peu ou pas perméable et/ou le couvert végétal n'est pas important.

3.4. Temps de concentration

C'est le temps mis par la première goutte de pluie tombée sur le point le plus éloigné du bassin pour atteindre l'exutoire. Ce paramètre; exprimé dans ce cas en heures; peut être estimé par la formule de Giandotti, applicable pour les bassins étendus à pentes plus ou moins uniformes:

$$T_C = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L_p}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

dans laquelle L_p est la longueur (en km) du thalweg principal et H_{moy} et H_{min} sont, respectivement, les altitudes moyenne et minimale du bassin (en m).

On remarque que le temps de concentration est d'autant plus élèvé que l'allongement du bassin est marqué. La lithologie et le couvert végétal influe également sur le temps de concentration en jouant le rôle d'entrave empêchant l'eau de s'écouler.